

QC851
C62
no. 44

Sonderdruck aus: „Beiträge zur Physik der Atmosphäre“, 36, 1/2, 1963

Herausgegeben von W. Georgii, H. Koschmieder
Akademische Verlagsgesellschaft, Frankfurt am Main

COLORADO STATE UNIVERSITY
ATMOSPHERIC SCIENCE TECHNICAL CENTER
NUMBER 44

Die Feinstruktur der freien Atmosphäre und ihre Messung*

Von

ELMAR R. REITER**

Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, Collo.

Mit 9 Abbildungen im Text

(Eingegangen am 30. Juli 1962)

Zusammenfassung

Es wird ein kurzer Überblick über die derzeit existierenden Meßmethoden gegeben, die sich zur Erforschung der Feinstruktur, insbesondere des Windfeldes, in der freien Atmosphäre eignen. Einige der wichtigsten Schlußfolgerungen aus diesen Messungen sind hier angeführt.

Abstract

A short survey is given of the methods of measurement which lend themselves to the exploration of the detailed structure, especially of the wind field, in the free atmosphere. Several conclusions, which may be drawn from these measurements are listed here.

Résumé

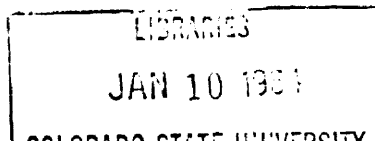
L'auteur donne un court aperçu des méthodes de mesure qui se prêtent d'elles-mêmes à l'exploration de la structure détaillée de l'atmosphère libre, surtout du champ du courant. Diverses conclusions, qui peuvent être tirées de ces mesures, sont énumérées ci-dessous.

Einleitung

Noch vor einer Dekade war der Begriff „Mikrometeorologie“ ausschließlich mit der bodennahen Luftschicht und ihren kleinräumigen, kurzzeitigen Störungserscheinungen assoziiert. Für die freie Atmosphäre war zwar die Bedeutung feinstruktureller Schichtungen für die Ausbildung von Wogenwolken und von stehenden Wellen im Lee von Gebirgen und Hügelketten längst theoretisch erkannt worden (LYRA 1940, 1943; QUENEY 1941, 1947; eine ausgezeichnete Zusammenfassung ist bei KOSCHMIEDER [1951] zu finden, der auch maßgeblich an der frühen Erforschung dieser Struktur beteiligt war [1921, 1924, 1925]), doch stieß ein genaues Studium der Strömungsvorgänge in höheren Atmosphärenschichten auf erheblich meßtechnische Schwierigkeiten. Den routinemäßigen Radiosonden- und Radarwindmessungen mangelt es an der nötigen Genauigkeit, um Details in der atmosphärischen Feinstruktur mit genügender Zuverlässigkeit erkennen zu können (REITER 1958, 1961a).

* Dieser Beitrag wurde mit Unterstützung der U. S. Navy Weather Research Facility, Norfolk, Va., unter Kontrakt No. N 189 (188) 55120A verfaßt, und ist Herrn Univ.-Prof. Dr. H. KOSCHMIEDER zu seinem 65. Geburtstag gewidmet.

** Associate Professor of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins; Univ.-Dozent, Universität Innsbruck.



Der große Aufschwung, den der Düsenflugverkehr in den letzten Jahren genommen hat, brachte mit dem Phänomen der Clear-Air Turbulence (CAT) und der daraus resultierenden Gefahr für Passagierkomfort und Metallbeanspruchung die Notwendigkeit nach einer gründlichen Erforschung der atmosphärischen Feinstruktur mit sich (REITER 1960). In jüngster Zeit ist mit der erstaunlichen Entwicklung der Raketentechnik einerseits und des Überschallfluges andererseits der mikrometeorologischen Forschung die Stratosphäre und Ozonosphäre als Meßraum zugewiesen worden. Es zeigt sich nämlich, daß Raketen u. U. empfindlich auf kleinräumige vertikale Windscherungen reagieren (VAN DER MAAS 1962). Überschallflugzeuge sind dagegen für vertikale und horizontale Beschleunigungen, die sich als CAT äußern, besonders sensitiv.

Es soll hier gleich vorweggenommen werden, daß das meßtechnische Problem, mit dem die Mikrometeorologie der freien Atmosphäre zu kämpfen hat, nach wie vor nicht befriedigend gelöst ist. Es stehen jedoch heute einige Meßmethoden zur Verfügung, deren Potential gerade im Hinblick auf die atmosphärische Feinstrukturforschung noch lange nicht erschöpft ist.

Messungen in einem „quasi“-EULERSchen Koordinatensystem

Die Bestimmung der feldmäßigen Verteilung von Druck, Temperatur und Windvektor ist das Hauptanliegen der *synoptischen* Messungen. Das Radiosondennetz mit einem Durchschnittsabstand von 400 km zwischen den einzelnen Stationen ist nicht in der Lage, die horizontale Feinstruktur der Atmosphäre zu erfassen. In der Vertikalen ist wohl die Möglichkeit kontinuierlicher Messungen gegeben. Die Interpretation allenfalls vorhandener feinstruktureller Details (DANIELSEN 1959) ist jedoch durch standardisierte Glättungsmethoden und Meßfehler sehr erschwert (REITER 1961a). In der Suche nach einem Instrumententräger, der die atmosphärische Feinstruktur zu erfassen gestattet, wurde zunächst auf das Flugzeug zurückgegriffen, das schon in den Jahren vor dem zweiten Weltkrieg in den Meteorographenregistrierungen wertvolle Erkenntnisse über die freie Atmosphäre einbrachte.

1. Flugzeugmessungen

Mit der Erfindung des Doppler-Radar ist die Möglichkeit einer kontinuierlichen Registrierung von Windgeschwindigkeit und Windrichtung gegeben (TULL 1957). „Project Jet Stream“ (1956 bis 1958) machte erstmals in systematischen Meßflügen großen Stils von dieser Möglichkeit Gebrauch.

Bei Flugzeugmessungen der atmosphärischen Feinstruktur taucht generell das Problem auf, daß die Messungen — streng genommen — nicht synoptisch sind. Während dies für makrostrukturelle Belange kaum von Bedeutung sein dürfte, da sich die großräumigen Strömungsverhältnisse im Vergleich zur Flugzeit nur langsam ändern, wird die Meso- und Mikrostruktur unter ungünstigen Umständen von derartigen Messungen etwas verzerrt wiedergegeben (ENDLICH und RADOS 1962, REITER 1962a).

In einem synoptischen Stationsnetz messen wir

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla . \quad (1)$$

Der Advektionsterm $\mathbf{v} \cdot \nabla$ kann mit mehr oder weniger großer Zuverlässigkeit aus den Wetterkarten bestimmt werden, ebenso die lokalen Änderungen $\frac{\partial}{\partial t}$. Die individuellen Beschleunigungen d/dt bleiben somit der Berechnung überlassen.

Vom Flugzeug aus mißt man

$$\frac{d}{dt} = \frac{D}{Dt} + (\mathbf{v} - \mathbf{G}) \cdot \nabla. \quad (2)$$

D/Dt sind die zeitlichen Änderungen der meteorologischen Parameter, die den Meßregistrierungen entnommen werden, \mathbf{v} ist der Doppler-Windvektor und \mathbf{G} der Vektor der Geschwindigkeit über Grund („ground speed“) des Flugzeuges. Um die horizontalen Gradienten der meteorologischen Parameter aus Gl. (2) bestimmen zu können, bedarf es somit gewisser willkürlicher Annahmen über die individuellen Beschleunigungen d/dt . Deren Berechnung aus (1) erweist sich wegen der unterschiedlichen Genauigkeit der Meßmethoden als nicht zweckmäßig.

Die Auflösegenauigkeit der Messungen des „Project Jet Stream“ betrug in der Horizontalen etwa 20 km. Es können an Hand dieser Messungen somit Strukturdetails von dieser Mindestgröße festgestellt werden. Windgeschwindigkeiten im Bereich starker Strahlströme von etwa 10^2 m/sec lassen somit „Power-Spectrum“-Analysen bis in den Periodenbereich von etwa 200 sec zu. Detaillierte Flugmessungen öffnen bereits den langwelligen Bereich des ansonst für Bodenreibung charakteristischen Turbulenzspektrums für direkte Messungen (cf. FLOHN 1959).

Störungen, die für die Entwicklung der Clear-Air Turbulence (CAT) verantwortlich sind, können zwar mittels Beschleunigungsmessungen vom Flugzeug aus festgestellt werden, da ihre Wellenlänge jedoch nur etwa 200 m beträgt, liegen sie etwa 2 Größenordnungen unter dem gegenwärtigen Auflösungsbereich direkter Wind- und Temperaturmessungen (REITER 1960).

Die bisher durchgeführten Flugmessungen lassen immerhin bereits einige interessante Schlußfolgerungen bezüglich der atmosphärischen Feinstruktur zu:

1. Mesostrukturelle Anomalien im Windfeld mit einem Durchmesser > 20 km und einem Schwankungsausmaß von durchschnittlich ± 5 Knoten um den Mittelwert zeigen die Tendenz sich in langgestreckten Bändern parallel zu Isentropenflächen anzuordnen. Die Identität dieser Bänder mag dabei durch längere Zeit (> 1 Stunde) gewahrt bleiben (REITER 1961b, 1962b, et al. 1961). Die Mesostruktur der Atmosphäre ist somit durchaus kein kurzlebiges Zufallsphänomen, wie es eine rein statistische Betrachtungsweise der Turbulenz nahelegen würde. Es herrscht vielmehr ein wohlorganisiertes Nebeneinander von Bändern höherer und geringerer Windgeschwindigkeit, die das Vorhandensein von schraubenförmigen „Helikal-Wirbeln“ andeutet (cf. CONOVER 1959, 1960). Diese Tatsache berechtigt zur Annahme, daß zuverlässige Höhenwindmessungen über einem begrenzten Gebiet, die etwa 1 Stunde vor dem Abschluß von Raketen durchgeführt werden, selbst in ihren detaillierten Scherungsverhältnissen noch genügend repräsentativen Charakter besitzen um in einer Kurskorrektur berücksichtigt zu werden. Die Vermessung eines einzelnen Windprofils allein kann allerdings irreführende Resultate liefern, da die Mesostruktur unter Umständen deutliche Verlagerungstendenzen in der Horizontalen aufweist (REITER et al. 1961).

2. Die ageostrophischen Strömungskomponenten können in der freien Atmosphäre – besonders im Jet Stream-Bereich – beachtliche Ausmaße erreichen und unter Umständen lokal begrenzte Windscherungsverhältnisse hervorrufen, die weder der Größe noch dem Vorzeichen nach der thermischen Windgleichung entsprechen (ENDLICH und McLEAN 1960, REITER 1961c).

3. In einem begrenzten Gebiet südlich des Strahlstromkernes ist im Falle stark entwickelter Jet Streams mit dem Auftreten negativer absoluter Vorticity zu rechnen. Diese dynamische Labilität tritt aus Analysen von Radiosondendaten nur selten in Erscheinung; sie kann

jedoch bei detaillierten Flugzeugmessungen relativ häufig angetroffen werden (REITER 1961 c, d). Die potentielle Vorticity zeigt in diesem Gebiet ebenfalls negative Werte – sehr zum Unterschied von den hohen positiven Werten auf der zyklonalen Flanke des Jet Stream in der baroklinen Zone ober- und unterhalb des Strahlstromkernes. Der obere Teil der troposphärischen Frontalzone ist somit nicht ein Produkt der Mischung von Warm- und Kaltluftmassen, wie es die klassische Polarfronttheorie glauben macht, sondern sie stellt eine Intrusion von Stratosphärenluft dar (REED und DANIELSEN 1959, REITER 1961 a, d).

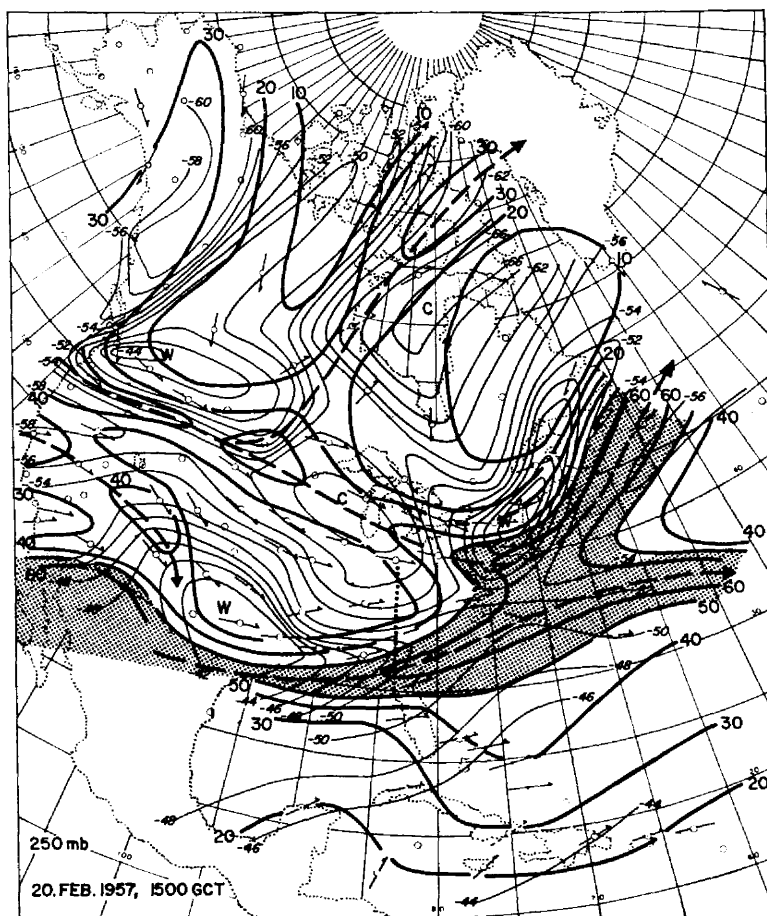


Abb.1. Isotachen (m/sec) und Isothermen ($^{\circ}\text{C}$) der 250-mb-Fläche, 20. Februar 1957, 1500 GCT. Die Route des Fluges No. 20 ist punktiert eingetragen. Jet-Achsen: strichliert; Gebiete mit Windgeschwindigkeiten > 50 m/sec: schattiert

4. Im Strahlstrombereich herrschen mitunter starke Vertikalbewegungen vor (> 2 m/sec), die selbst das Niveau maximalen Windes durchdringen. Die FAUSTSche (1953, 1954a, b) Konzeption einer „Nullschicht“ läßt sich somit *nicht* auf den Strahlstrombereich anwenden – schon gar nicht, wenn die Mesostruktur der Strömung in Betracht gezogen wird. Abb.1 zeigt die Höhenwindverhältnisse während des Querschnittfluges Nr. 20, am 20. Februar 1957. Vertikalschnitte der Windgeschwindigkeit, der potentiellen Temperatur und der Vertikal-

komponente der Geschwindigkeit sind in Abb. 2 und 3 wiedergegeben. Letztere wurde aus dem Neigungswinkel des Flugzeuges und aus den Änderungen der Fluggeschwindigkeit abgeschätzt (siehe ENDLICH und RADOS 1959). Diese Vertikalbewegungen treten auch aus Ozonmessungen und Feuchtemessungen vom Flugzeug aus deutlich zutage (MURGATROYD 1959, 1960; SAWYER 1953, 1955; MURRAY 1953, 1956).

5. Das Feld der horizontalen Divergenz — deren Komponente $\partial v / \partial y$ besonders leicht aus den Flugmessungen ausgewertet werden kann — zeigt ebenfalls eine deutliche Mesostruktur, was aus den Aussagen in 1., 2. und 4. zu erwarten ist (siehe Abb. 4). Diese Feinstruktur ist

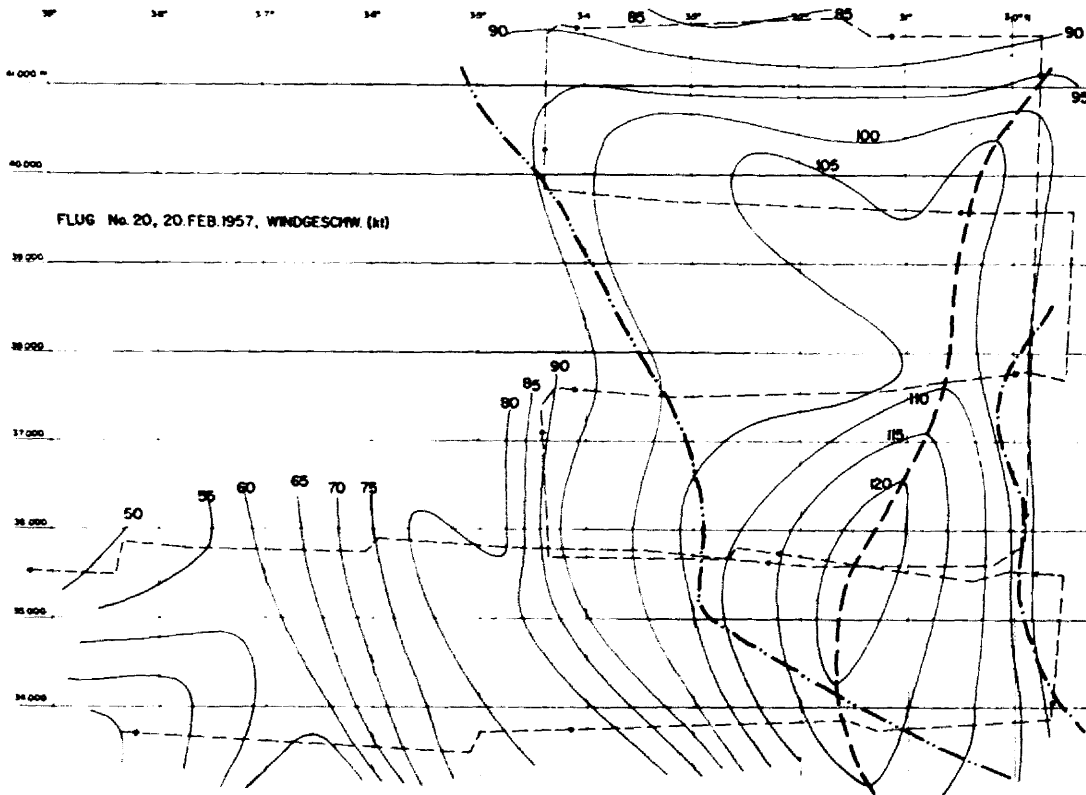


Abb. 2. Querschnitt des Fluges No. 20, 20. Februar 1957. Verteilung der Windgeschwindigkeit (Knoten). Die Meso- und Mikrostruktur wurde durch zwei Glättungsprozesse ausgefiltert. Vertikale Jet-Achse: strichliert. Isentropenaufwölbung: strichpunktliert. Isentropengraben: strich-doppelpunktliert

der großräumigen Divergenzverteilung überlagert, die aus der Vorticityverteilung im Jet-Stream-Niveau berechnet werden kann (REITER 1961b, d). Abb. 5 zeigt eine schematische Verteilung des Perturbationsanteiles der Strömung, die aus Abb. 3 und 4 hergeleitet wurde. Addiert man dieses Perturbationsschema zu der in Abb. 2 enthaltenen geglätteten Grundströmung, aus der die Mesostruktur bereits ausgefiltert wurde, so erhält man die bereits erwähnten und für die Mesostruktur des Windfeldes charakteristischen „Helikal-Wirbel“.

An einem Meßprogramm, das im Februar und März 1962 über dem Westatlantik nahe der US-Küste durchgeführt wurde, waren erstmals mehrere Flugzeuge gleichzeitig beteiligt (je

eine A-3-D der Kriegsmarine, eine B-57 und eine DC-6 des U. S. Weather Bureau). Bei etlichen dieser Meßflüge konnte aus einem Vergleich zwischen Druckhöhe und Radarhöhe der D -Wert und daraus der horizontale Druckgradient direkt bestimmt werden. Die Meßdaten sind derzeit noch in Auswertung begriffen, doch ist zu hoffen, daß aus einer derartigen Meßanordnung die ageostrophische Strömungskomponente direkt bestimmt werden kann, ohne daß die thermische Windgleichung oder irgendwelche Radiosondenmessungen dazu herangezogen werden müßten. Es wären somit die meßtechnischen Voraussetzungen geschaffen, den Energiehaushalt der Mesostruktur zu ergründen.

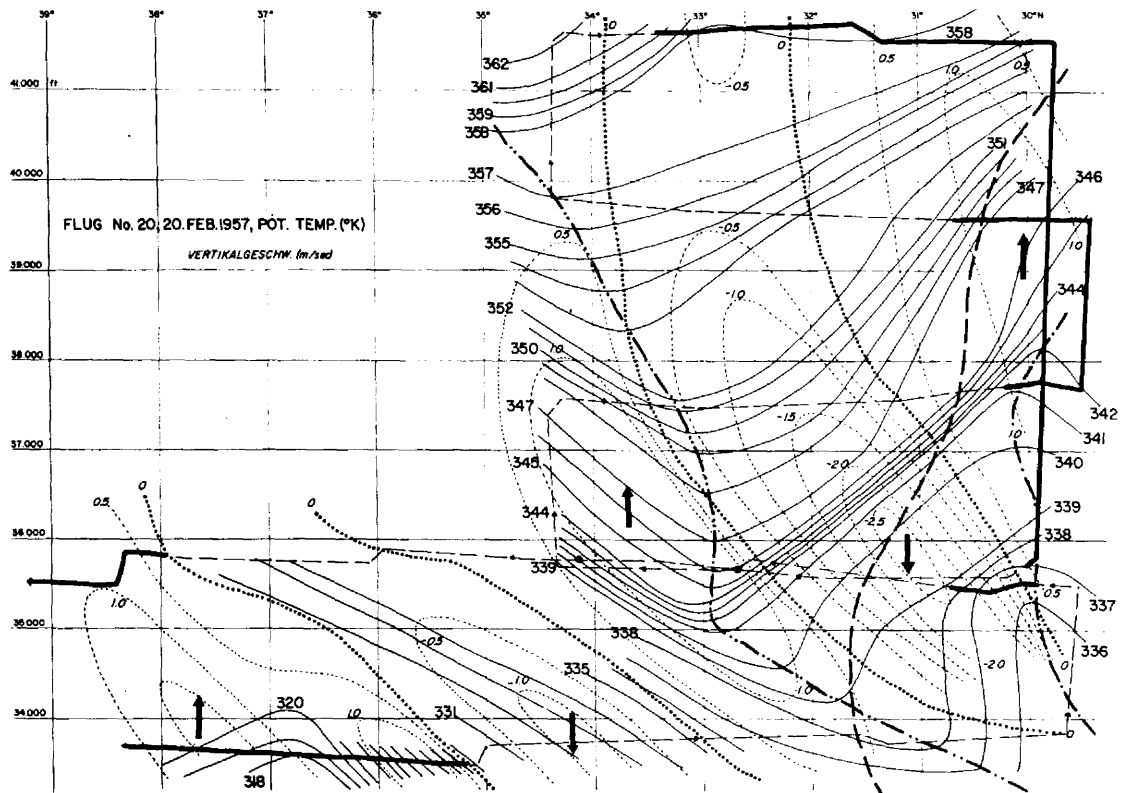


Abb.3. Potentielle Temperaturen ($^{\circ}\text{K}$, volle Linien) und Vertikalgeschwindigkeit (m/sec, punktierte Linien, vertikale Pfeile) für denselben Querschnitt wie in Abb. 2. Die dicken Linien entlang der Flugrouten deuten CAT-Beobachtungen an. Vertikale Jet Achse, Isentropenaufwölbung und -graben wie in Abb.2

Spezielle Bedeutung kommt den Meßflügen der U-2 zu. Nicht nur, daß aus der relativ großen Flughöhe ($>15\text{ km}$) bereits eine sehr klare Übersicht über die Wolkenverteilung möglich ist, sondern die Wind- und Temperaturmessungen erschließen auch erstmals die Mesostruktur in diesem stratosphärischen Höhenbereich eingehender Erforschung. Aufschlüsse über die mesostrukturelle Temperaturverteilung sind besonders für die Überschallflugzeuge von Bedeutung, sowohl vom eigentlichen flugtechnischen Standpunkt aus (Beeinflussung der effektiven Reibungswärme), da sie die Schallgeschwindigkeit und damit die Mach-Zahl entscheidend beeinflussen, sondern auch im Hinblick auf eine irreguläre Ausbrei-

tung der Schockwelle, des sogenannten „sonic boom“. Vorläufige Schätzungen ergeben, daß eine Abweichung der Außentemperatur um $\pm 5^\circ\text{C}$ von der Standardtemperatur im Flug-niveau den Treibstoffverbrauch um $\pm 3,5$ bis $\pm 5\%$ ändern kann. Dies bedeutet, daß bei einem Transatlantikflug der Treibstoffverbrauch unter Umständen um ± 7500 Pfund variieren kann, was etwa $\frac{1}{3}$ der Nutzlast entspricht (KOCH 1961). Der Windeffekt ist dabei noch gar nicht in Rechnung gestellt. Detaillierte Messungen aus diesem Höhenbereich sind daher unerläßlich. Besonders die starken horizontalen Temperaturgradienten im Bereich des arktischen

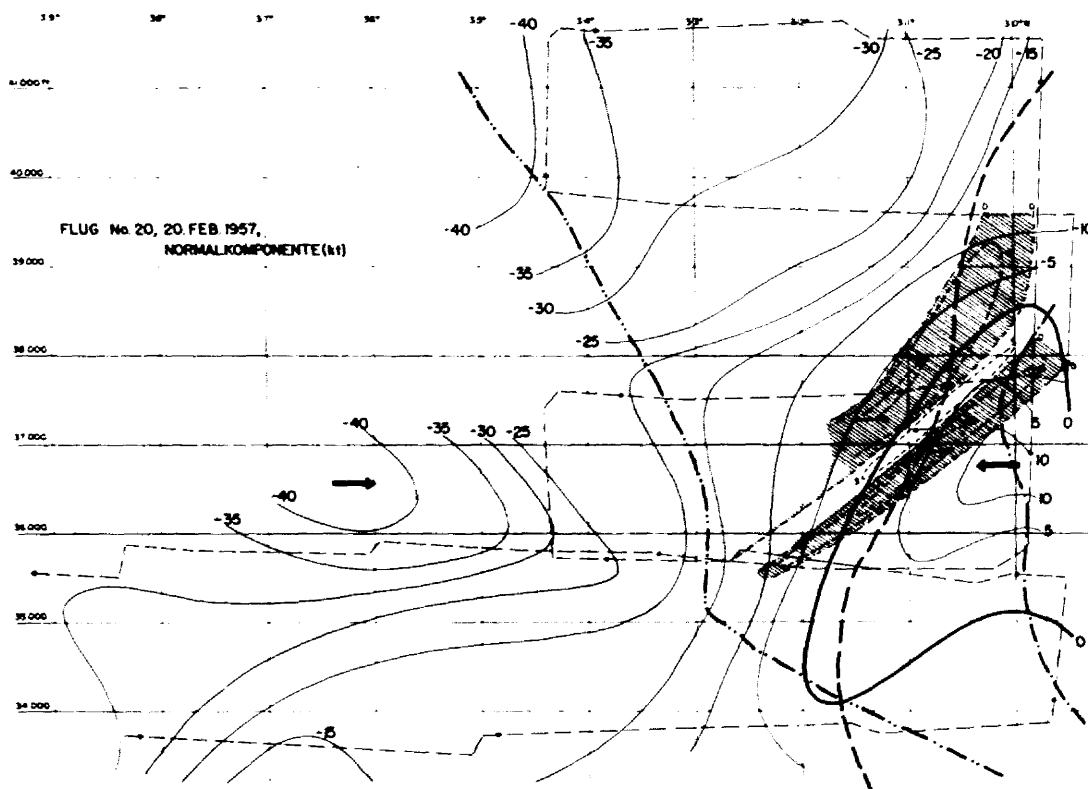


Abb. 4. Normalkomponente der Windgeschwindigkeit (Knoten) – definiert als Strömungskomponente normal zur Windrichtung im Punkt maximalen Windes dieses Querschnittes – für denselben Querschnitt wie in Abb. 2 und 3. Die Mesostruktur der Normalkomponente, welche dieser geglätteten Analyse überlagert ist, wurde durch die strichlierte Analyse im rechten Teil der Abbildung angedeutet. Jet-Achse, Isentropenaufwölbung und -graben wie in den vorangehenden Abbildungen

Stratosphärenjet (GODSON and LEE 1958; siehe REITER 1961a) machen eine Minimum-Flugweg-Planung notwendig, in die – zum Unterschied von den klassischen Planungsmethoden (DE JONG und BIK 1953) – die *Temperaturverteilung* als wichtigster Faktor eingeht.

Daß die Stratosphäre im Flugbereich der U-2 unter Umständen erhebliche Clear-Air Turbulence aufweisen kann (KOCH 1961), stellt ein ernstes Problem für den Überschallflugverkehr dar. Die meso- und mikrometeorologische Forschung sieht sich hier vor ein weites Betätigungsfeld gestellt.

2. Beobachtungen durch Wettersatelliten und Raketen

Es ist vor allem die Serie der TIROS-Satelliten, die einen Einblick in die Mesostruktur der Troposphäre gestattet. In einer Reihe von Veröffentlichungen ist auf die bandartige Struktur von Wolkenfeldern im Bereich außertropischer Zyklonen hingewiesen worden, welche in eindrucksvoller Weise die oben erwähnten Ergebnisse der Flugmessungen bestätigen (ERICKSON und HUBERT 1961; HUBERT 1961a; KRUEGER und FRITZ 1961; WINSTON 1960).

Manche dieser TIROS-Aufnahmen geben in augenfälliger Weise Kunde von mesostrukturalen Strömungsvorgängen, die sich bisher einer direkten Beobachtung entzogen. So zeigt z. B. Abb. 6 eine ungewöhnlich großräumige Anordnung von Wogenwolken — vermutlich in

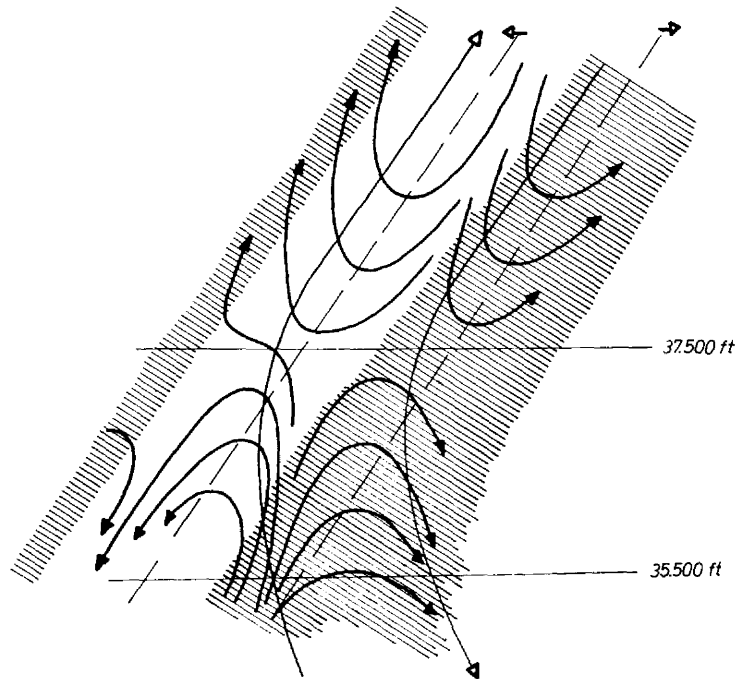


Abb. 5. Schematische Darstellung der mesostrukturalen Perturbationsstromlinien (dicke Linien mit vollen Pfeilen), die der in Abb. 2 gezeigten horizontalen Grundströmung überlagert sind. Gebiete mit negativer Normalkomponente sind schraffiert und entsprechen etwa den in Abb. 4 gezeigten Verhältnissen. Die dünn strichlierten Linien mit horizontalen, offenen Pfeilen an den Enden geben die Position der Extreme der Normalkomponente an, die dünnen vollen Linien mit offenen Pfeilen an den Enden zeigen die Position der Extreme der Vertikalkomponente an

der mittleren Troposphäre — über dem südlichen Argentinien im Lee der Anden*. Die geographischen Längen- und Breitengrade sind im Abstand von je 2° in der Aufnahme eingetragen, ebenso die Umrisse des Südamerikanischen Kontinents. (Leider stehen dem Verfasser zur Zeit keine Wetterbeobachtungen aus diesem Gebiet zur Verfügung, die eine Korrelation mit den Strömungsverhältnissen in der oberen Troposphäre zuließen.) Die Wellenlänge der Wogenwolken beträgt überall etwa 12 bis $12\frac{1}{2}$ km. Die scheinbare Zunahme der Wellen-

* Der Verfasser ist Herrn Dr. S. FRITZ, Chief, Meteorological Satellite Laboratory, U. S. Weather Bureau, für den Hinweis auf diese Aufnahme und deren Überlassung zu größtem Dank verpflichtet.

länge gegen Osten hin wird durch die Perspektive vorgetäuscht. Es dürfte sich somit um Wellen der von LYRA (1940, 1943) und SCORER (1949) beschriebenen Art handeln [siehe auch KOSCHMIEDER (1951) und Literatur bei REITER (1961a)]. Erstaunlich ist die große Ausdehnung dieser Wellen sowohl in zonaler (ca. 400 km) als auch in meridionaler Richtung (ca. 500 km), sowie deren Regelmäßigkeit. In der Nähe des 70. Längengrades lassen sich etliche

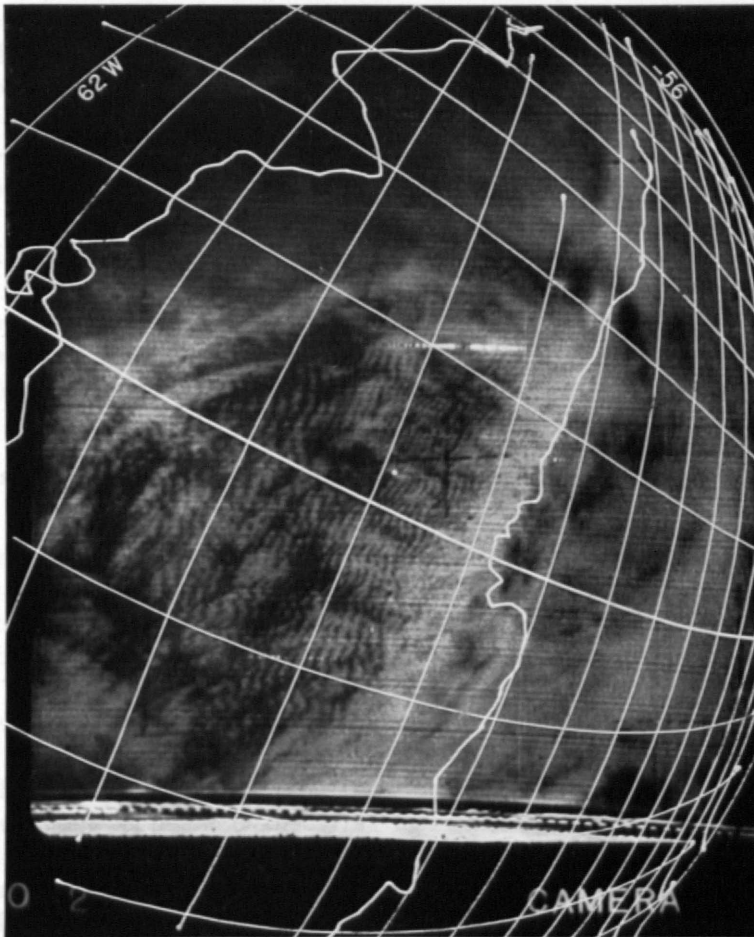


Abb. 6. Wolkenaufnahme im Lee der Südamerikanischen Anden (Umriss des Kontinents sowie Längen- und Breiten-Netz in 2° Abstand sind in der Aufnahme eingetragen) des TIROS I, Orbit No. 250 R/O 251, 18. April 1960, ca. 1800 GCT.¹⁾

dieser Wellenzüge über mehr als 400 km in Nord-Süd-Richtung verfolgen. Derartige Beobachtungen waren bislang durch das begrenzte Gesichtsfeld eines am Erdboden — oder auch im Flugzeug — stationierten Beobachters unmöglich. Detailstudien derartiger Wetterlagen mittels eines adäquaten aerologischen Beobachtungsmaterials versprechen interessante Einblicke in die Energiedissipation von Wellenstörungen in der freien Atmosphäre.

¹⁾ (Photo: U. S. Weather Bureau und National Aeronautics and Space Administration.)

Eines der Ziele dieser Satellitenmessungen ist es, eine Korrelation zwischen Wolkenstruktur und Windfeld zu finden, die es ermöglicht, Rückschlüsse auf die Strömungsverhältnisse zu ziehen, die über Gebieten ohne aerologische Beobachtungen herrschen. Man muß dabei allerdings einige Vorsicht walten lassen, denn Meeresströmungen mit einer distinkten Temperaturverteilung, wie sie etwa der Golfstrom besitzt, können unter Umständen Wolkenformen hervorrufen, wie sie ansonsten für planetarische Wellen charakteristisch sind (HUBERT 1960).

In der Überwachung großräumiger Zirkulationssysteme, wie etwa tropischer oder außertropischer Zyklonen, hat die TIROS-Serie bereits ihre Brauchbarkeit unter Beweis gestellt (BRISTOR und RUZECKI 1960; FRITZ 1960, 1961; HUBERT 1961b; NORDBERG et al. 1962; WINSTON und TOURVILLE 1961).

Noch eingehendere Wolkendetails können den Filmaufnahmen entnommen werden, die von Raketen aus gemacht wurden, da in diesem Fall die Beschränkung der Auflösegenauigkeit durch Funkübertragung wegfällt (HUBERT 1960).

Die Auffindung des Jet Stream wird durch Messung der langwelligen Strahlung von Satelliten aus erleichtert. Dies wurde durch Explorer VII unter Beweis gestellt (SUOMI 1961). Die Korrelation, welche zwischen langwelliger Ausstrahlung und der Temperatur der Luftmassen existiert, läßt die Lage der Hauptfrontalzonen und damit des Jet Stream erkennen. Detailliertere Messungen sind von der NIMBUS-Satellitenserie zu erwarten (U.S. Weather Bureau 1961).

Messungen in einem „quasi“-LAGRANGESchen Koordinatensystem

1. Ballonmessungen

Mit den Transosonden ist der Gebrauch eines LAGRANGESchen Koordinatensystems, das den dahinströmenden Luftteilchen folgt, wiederum aktuell geworden (Literatur bei REITER 1961a). Durch die Entwicklung der Dünnschichtelektronik erlangt diese meteorologische Meßmethode zunehmende Bedeutung, denn es besteht nunmehr die Möglichkeit, die Ballonhaut selbst als Instrumententräger und Sender zu verwenden, ohne daß man auf den schweren Ballast der herkömmlichen Sonde angewiesen wäre, der bei Kollision mit einem Überschallflugzeug eine bedeutende Gefahr darstellen würde (SPALDING und SOLOT 1961).

Für makrometeorologische Belange mag wohl die Annahme genügen, daß Ballon- und Luftbewegung identisch sind. Für kleinräumige Turbulenzvorgänge ist diese Annahme jedoch nicht mehr zulässig. Der Ballon selbst stellt nämlich eine relativ große Integrationsfläche dar, welche die Wirkung kleinster Turbulenzelemente ausfiltert. Die Transosonde trifft somit eine Auswahl unter den statistischen Bewegungsvorgängen, in bezug auf welche die LAGRANGESchen Koordinatenbedingungen erfüllt sein sollen. Dies wird vor allem durch die geringeren Austauschwerte von $0,035 \cdot 10^7$ bis $20 \cdot 10^7$ unter Beweis gestellt, die man in der freien Atmosphäre aus der Separierungsgeschwindigkeit von Ballonpaaren errechnete (MOORE et al. 1954), während mit anderen Methoden Koeffizienten der Größenordnung 10^{10} erhalten wurden (MILLER 1948; GRIMMINGER 1941). Diese Diskrepanz könnte jedoch erfolgreich zum Studium des kleinräumigen Austauschspektrums in der freien Atmosphäre herangezogen werden, falls es gelänge, den durchschnittlichen Austauschkoeffizienten als Funktion der Filtergröße, i. e. des Ballondurchmessers, zu bestimmen.

Eines der Hauptprobleme bei der Messung der atmosphärischen Feinstruktur mittels Ballonen ist nach wie vor die ungenügende Exaktheit der Ballonortung. Funkpeilung, Radar, wie auch die visuelle Peilung mittels Theodoliten täuschen durch ungenaue Winkelablesung —

hauptsächlich bedingt durch den (manuellen oder automatischen) Einstellvorgang – Schwankungen im Windvektor vor, die in Wirklichkeit nicht vorhanden sein müssen (REITER 1958, 1959).

Wesentlich genauere Resultate, die für mikrostrukturelle Untersuchungen verwendet werden können, lassen sich von Doppel- oder Mehrfachvisierungen mittels Phototheodoliten erwarten (GILDENBERG 1962).

2. Wolkenmessungen

Die Driftbewegungen und Strukturänderungen von Wolken sind ebenfalls der Messung durch Phototheodoliten zugänglich. Untersuchungen dieser Art werden seit einiger Zeit am Meteorologischen Institut der Technischen Hochschule Darmstadt durchgeführt (KNÖLL et al.



Abb. 7a. Feinstruktur im Cirren-Niveau am 13. April 1962. 14 Uhr 43 Mountain Standard Time, etwa 15 km nordöstlich von Fort Collins, Colorado, mit Blickrichtung nach Südosten

1959; vgl. auch KOSCHMIEDER 1941). Insbesondere eignen sich Cirrocumulus-Wolken zum Studium der Feinstruktur im Strömungsfeld der oberen Troposphäre (REITER 1961e; REITER und HAYMAN 1962). Abb. 7a und b zeigen das Wolkenbild am 13. April 1962 um 14:43 bzw. 14:45¹/₂ Mountain Standard Time etwa 15 km nordöstlich von Fort Collins, Colorado, mit Blickrichtung nach Südosten.

Die großangelegte Struktur der Cirrenbänke in diesen beiden Aufnahmen entspricht vermutlich einer Leewellenanordnung, die von den etwa 20 km weiter westlich gelegenen Bergkämmen der Rocky Mountains ausgelöst wurde. Darüber überlagert erscheint ein System

von kurzen HELMHOLTZ-Wellen, deren Wellenlänge (≥ 150 m) dieselbe ist, wie sie in Clear-Air Turbulence angetroffen wird. Über diese mikrostrukturellen Wellen lassen sich folgende Aussagen treffen:

1. Die kleinen HELMHOLTZ-Wellen sind meist größeren (orographisch induzierten) Wolkenbänken überlagert. Sie treten relativ häufig – wenn auch nicht ausschließlich – in Gebirgsnähe auf.

2. Die kurzen Wellen wandern annähernd mit Windgeschwindigkeit.

3. Diese Wellen sind verhältnismäßig instabiler Natur. Sie bilden sich oft im Verlauf weniger Minuten und lösen sich ebenso rasch wieder auf. Abb. 7a zeigt z.B. ein Geringes rechts oberhalb des Bildmittelpunktes eine deutlich ausgeprägte Wellenanordnung. In



Abb. 7b. Feinstruktur im Cirren-Niveau am 13. April 1962, 14 Uhr 45 $\frac{1}{2}$ Mountain Standard Time, etwa 15 km nordöstlich von Fort Collins, Colorado, mit Blickrichtung nach Südosten

Abb. 7b, also 2 $\frac{1}{2}$ Minuten später, sind diese Wellen nurmehr ganz verschwommen angedeutet. Ähnliches gilt für die Wellen, die in Abb. 7a etwas unterhalb der Mitte des rechten oberen Bildquadranten auftreten.

4. Man kann häufig eine Überlagerung mehrerer Wellenzüge verschiedener Länge und Orientierung beobachten. Es wird dadurch einerseits die Variabilität der Mesostruktur in Temperatur- und Windfeld auf kleinstem Raume verdeutlicht, andererseits aber auch die Unzulänglichkeit der vereinfachten theoretischen Modelle vor Augen geführt, welche dieses Wellenphänomen zu beschreiben versuchen.

3. Messung vertikaler Windprofile

Die Methode der (photographischen) Doppelvisierung kann auch auf die Detailvermessung vertikaler Windprofile angewendet werden. In der Wahl des Objektes für die Visierung steht uns eine Anzahl von Möglichkeiten zur Verfügung. Aufstiegballone sowohl als Abwurfballone aus Raketen (letztere lassen sich vornehmlich zur Dichtebestimmung in der hohen Atmosphäre verwenden; FAUCHER et al. 1961) geben lediglich Momentanwerte des Windvektors für die durchmessene Schicht, stellen also kein echtes LAGRANGESches System dar.

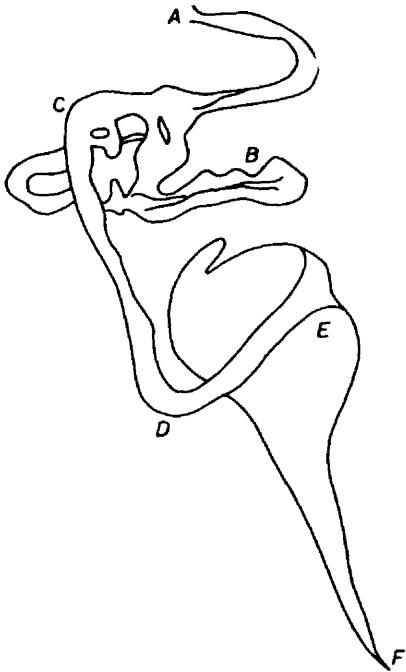


Abb. 8

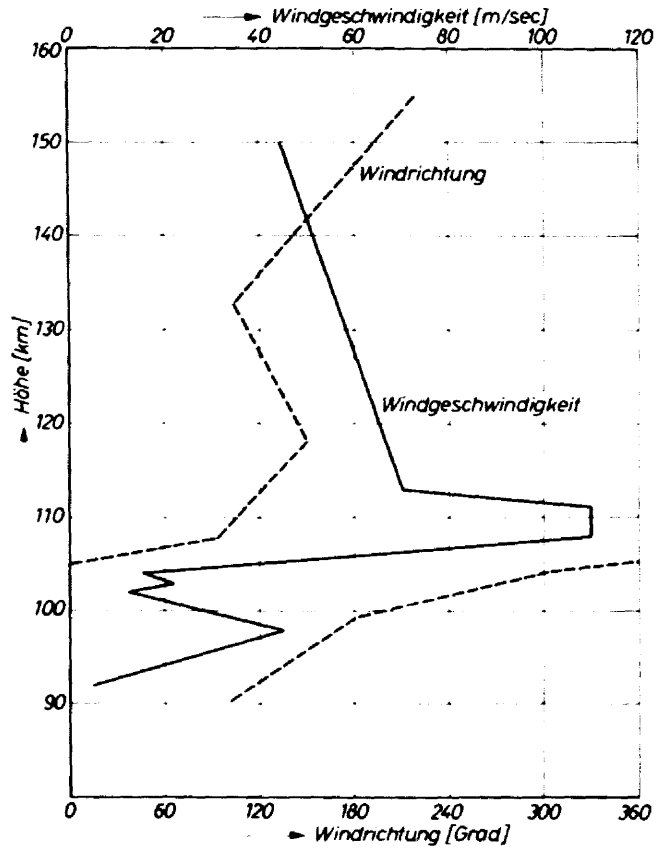


Abb. 9

Abb. 8. Umriss einer Natrium-Dampfwolke, 19. April 1961, über dem Osten der USA, zwischen ca. 70 und 140 km Höhe. (Siehe Text. Nach MANRING 1961)

Abb. 9. Vertikales Windprofil aus Driftmessungen einer Natrium-Dampfwolke, 19. April 1961. (Nach MANRING et al. 1962)

Zur Vermessung der Feinstruktur in der Troposphäre und unteren Stratosphäre lassen sich mit Erfolg Rauchspuren verwenden (DURST 1948). In der hohen Atmosphäre zwischen 70 und 700 km ergeben Natrium- und Lithium-Dampfspuren, die von Raketen abgeblasen werden, und deren Leuchteffekte man mit Phototheodoliten verfolgen kann, Aufschluß über Turbulenzvorgänge und detaillierte Windscherungsverhältnisse. Informationen dieser Art

sind nicht nur für den Wiedereintritt von Raumfahrzeugen in die Atmosphäre von Bedeutung, sondern auch für die Abschätzung der Ausbreitungsgeschwindigkeit von Abfallprodukten, die durch Raketenantriebsstoffe in diese Atmosphärenschichten gelangen und ein ernstes Verunreinigungsproblem darstellen (MANRING, BEDINGER und PETTIT 1959).

Abb. 8 zeigt die typischen photographischen Umrisse einer derartigen Natriumdampfwolke vom 19. April 1961. Die chemische Leuchtspur erstreckt sich von etwa 70 km im Punkt *A* bis etwa 140 km im Punkt *E*. Zum Zeitpunkt der Aufnahme (*F*) war die Rakete bereits bei etwa 120 km im Abstieg begriffen. Zwischen *A* und *F* liegt ein zeitlicher Abstand von etwa $2\frac{1}{2}$ Minuten. Bei *B* und *D* sind deutliche Windscherungen wahrnehmbar. Turbulenz zeichnet sich beim Punkt *C* ab. Die unterschiedlichen Diffusionsverhältnisse in verschiedenen Höhen kommen durch die Breite der Leuchtspur zum Ausdruck (MANRING 1961).

Abb. 9 enthält ein vertikales Windprofil, das aus den Stereoaufnahmen dieser Leuchtsuren gewonnen wurde (MANRING, BEDINGER und KNAFLICH 1962)*. Aus derartigen Auswertungen geht hervor, daß die vertikalen Windscherungsverhältnisse in der hohen Atmosphäre (Ionosphäre) durchaus den Charakter intensiver Strahlströme aufweisen können. Unsere Kenntnisse über die Detailstruktur ionosphärischer Driftsysteme sind noch zu mangelhaft, um eine generelle Aussage zu gestatten. Es hat jedoch den Anschein, als ob das Jet-Stream-Phänomen auch in diesen Höhenbereichen anzutreffen wäre („Elektro-Jets“). Dem neuen Zweiggebiet der „Aero-Space-Meteorologie“, welches sich unter dem Eindruck der möglich gewordenen Raumfahrt entwickelte, steht hier ein weites Betätigungsfeld offen.

Literatur

- CH. L. BRISTOR und M. A. RUZECKI (1960). TIROS I photographs of the Midwest storm of April 1, 1960. *Monthly Weather Rev.* **88**, 315–326.
- J. H. CONOVER (1959). Cloud patterns and related air motions derived by photography. Harvard Univ., Blue Hill Meteor. Observ., Final Rep., Contr. No. AF 19 (604) – 1589.
- J. H. CONOVER (1960). Cirrus patterns and related air motions near the jet stream as derived by photography. *J. Meteor.* **17** (5), 532–546.
- H. M. DE JONG und F. C. BIK (1953). A report on the theory and application of the minimum flight path. Schiphol Airport, Amsterdam.
- E. F. DANIELSEN (1959). The laminar structure of the atmosphere and its relation to the concept of a tropopause. *Arch. Meteor. Geophys. Biokl., Ser. A.*, **11** (3), 293–332.
- C. S. DURST (1948). The fine structure of wind in the free air. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **74**, 349–360.
- R. M. ENDLICH und G. S. McLEAN (1960). Geostrophic and gradient departures in jet streams. *J. Meteor.* **17** (2), 135–147.
- R. M. ENDLICH und R. M. RADOS (1959). The meteorological measurements and field program of Project Jet Stream from 1956 to 1958. U. S. Air Force, Cambridge Res. Center, Geophys. Res. Pap. No. 64.
- R. M. ENDLICH und R. M. RADOS (1962). The accuracy of aircraft temperatures measured in jet streams. *J. Appl. Meteor.* **1** (2), 275–277.
- C. O. ERICKSON und L. F. HUBERT (1961). Identification of cloud forms from TIROS I pictures. U. S. Weather Bureau, MSL Rep. No. 7.
- G. A. FAUCHER, R. W. PROCUNIER und C. N. STARK (1961). Flight information and experimental results of inflatable falling sphere system for measuring upper air density. U. S. Air Force, Geophys. Res. Direct., Res. Note No. 63.
- H. FAUST (1953). Die Nullschicht, der Sitz des troposphärischen Windmaximums. *Meteor. Rdsch.* **6** (1/2), 6–15.

* Der Verfasser ist Herrn Dr. E. R. MANRING, Geophysics Corporation of America, für die Überlassung dieser Daten zu größtem Dank verpflichtet.

- H. FAUST (1954a), Die Strahlströme als Erscheinung der Nullschicht. *Meteor. Rdsch.* 7 (9/10), 161–166.
- H. FAUST (1954b), Nullschichteffekt und Frontalzonen. *Arch. Meteor. Geoph. Biokl., Ser. A.* 6 (3/4), 334–369.
- H. FLOHN (1959), Aktuelle Probleme der aerologischen Synoptik. *Ber. Dtsch. Wetterd.* No. 51, 82–95.
- S. FRITZ (1960), „Cyclone-prints“ from satellite (TIROS I). *Interavia*, No. 11.
- S. FRITZ (1961), Satellite cloud pictures of a cyclone over the Atlantic Ocean. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 87 (373), 314–321.
- B. D. GILDENBERG (1962), A potential tool for micro-scale stratospheric wind field studies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 43 (6), 273.
- W. L. GODSON und R. LEE (1958), High level fields of wind and temperature over the Canadian Arctic. *Beitr. Phys. Atmos.* 31 (1/2), 40–68.
- G. GRIMMINGER (1941), The intensity of lateral mixing in the atmosphere as determined from isentropic charts. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 22, 227–228.
- L. F. HUBERT (1960), Analysis of Project Hugo test firing December 5, 1958. U. S. Weather Bureau, MSL Rep. No. 2.
- L. F. HUBERT (1961a), A southern hemisphere case study with Tiros I data. *Monthly Weather Rev.* 89 (7), 229–242.
- L. F. HUBERT (1961b), A subtropical convergence line of the South Pacific. A case study using meteorological satellite data. *J. Geophys. Res.* 66 (3), 797–812.
- K. H. KNÖLL, H.-G. NEUMANN und J. H. REUSS (1959), Ein symmetrischer Cumulonimbus. *Beitr. Phys. Atmos.* 32 (1/2), 65–77.
- W. L. KOCH (1961), Meteorological requirements for supersonic transport aircraft. Borg-Warner Controls, Working Pap. prepared under FAA Contr. No. BRD-139.
- H. KOSCHMIEDER (1921), Zwei bemerkenswerte Beispiele horizontaler Wolkenschläuche. *Beitr. Phys. fr. Atmos.* 9, 176–180.
- H. KOSCHMIEDER, DUBOIS und KAEMPFERT (1924), Die Arbeiten des Meßtrupps während des Rhön-Segelflugwettbewerbes 1923. *Zeitschr. f. Flugtechn. u. Motorluftschiffahrt* 15, 3–8.
- H. KOSCHMIEDER (1925), Zur Kenntnis des Stromfeldes in Lee. *Zeitschr. f. Flugtechn. u. Motorluftschiffahrt* 16, 240–244.
- H. KOSCHMIEDER (1941), Wolkenreihenbilder. *Meteor. Z., Heft 7*, 254–255.
- H. KOSCHMIEDER (1951), *Dynamische Meteorologie*. 3. Aufl. Leipzig.
- A. F. KRUEGER und S. FRITZ (1961), Cellular cloud pattern revealed by Tiros I. *Tellus* 13 (1), 1–7.
- G. LYRA (1940), Über den Einfluß von Bodenerhebungen auf die Strömung einer stabil geschichteten Atmosphäre. *Beitr. Phys. fr. Atmos.* 26, 197–206.
- G. LYRA (1943), Theorie der stationären Leewellenströmung in freier Atmosphäre. *Z. angew. Math. Mech.* 23 (1): 1–28.
- E. R. MANRING (1961), Optical tracers for atmosphere soundings. *Aerospace Engng.* 20 (9), 8–9, 34–36.
- E. R. MANRING, J. F. BEDINGER und H. B. PETTIT (1959), Some wind determinations in the upper atmosphere using artificially generated sodium clouds. *J. Geophys. Res.* 64 (6), 587–591.
- E. R. MANRING, J. F. BEDINGER und H. KNAFLICH (1962), Measurement of wind in the upper atmosphere during April 1961. Erscheint in: *J. Geophys. Res.* 67 (9).
- J. E. MILLER (1948), Studies of large-scale vertical motions of the atmosphere. New York Univ., *Meteor. Pap.* 1 (1), 40–44.
- C. B. MOORE, J. R. SMITH und A. GAALSWYK (1954), On the use of constant-level balloons to measure horizontal motions in the atmosphere. *J. Meteor.* 11 (3), 167–172.
- R. J. MURGATROYD (1959), Jet stream flight of 6th March 1959. Unveröffentlichter Bericht.
- R. J. MURGATROYD (1960), Some characteristic properties of jet streams over Northwestern Europe as shown by measurements from aircraft (Abstract). *Mitt. Dtsch. Wetterd.* No. 20, 4–5.
- R. MURRAY (1953), The upper troposphere and lower stratosphere near jet streams: an examination of observations made by the Meteorological Research Flight, Farnborough. *Meteor. Res. Pap.* 813.
- R. MURRAY (1956), Some features of jet streams as shown by aircraft observations. *Geophys. Mem.* No. 97.
- W. NORDBERG, W. R. BANDEEN, B. J. CONRATH, V. KUNDE und I. PERSANO (1962), Preliminary results of radiation measurements from the TIROS III meteorological satellite. *J. Atmos. Sci.* 19 (1), 20–29.

- Project Jet Stream* (1956–1958), Flight data pertaining to jet streams. U. S. Air Force, Cambridge Res. Cent., Geophys. Res. Direct.
- P. QUENEY (1941), Ondes de gravité produites dans un courant aérien par une petite chaîne de montagnes. *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, p. 213–588.
- P. QUENEY (1947), Theory of perturbations in stratified currents with applications to air flow over mountain barriers. Univ. Chicago, Dep. Meteor. Miscell. Rep. No. 23.
- R. J. REED und E. F. DANIELSEN (1959), Fronts in the vicinity of the tropopause. *Arch. Meteor. Geophys. Biokl., Ser. A.*, **11**, 1–17.
- E. R. REITER (1958), The layer of maximum wind. *J. Meteor.* **15** (1), 27–43.
- E. R. REITER (1959), The layer of maximum wind as an aid in flight briefing. *Atti del Congresso Scientifico Internazionale sulle Correnti a Getto (Jet Stream) e Ondulatorie*, Torino (Italia), p. 35–47.
- E. R. REITER (1960), Turbulenz im wolkenfreien Raum (Clear-Air Turbulence). *Ber. Dtsch. Wetterd.* No. 61.
- E. R. REITER (1961a), *Meteorologie der Strahlströme (Jet Streams)*. Springer-Verlag, Wien, 473 pp.
- E. R. REITER (1961b), Die nordamerikanische Strahlstromwetterlage vom 23. bis 27. Januar 1957 an Hand von Forschungsflügen des „Project Jet Stream“. *Beitr. Phys. Atmos.* **33**, 244–279.
- E. R. REITER (1961c), Project Jet Stream research flight No. 30, April 1957. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **87** (373), 332–345.
- E. R. REITER (1961d), The detailed structure of the wind field near the jet stream. *J. Meteor.* **18** (1), 9–30.
- E. R. REITER (1961e), Die Feinstruktur der Strahlströme. Colorado State Univ., Atmos. Sci. Tech. Pap. No. 22.
- E. R. REITER (1962a), Reply. *J. Appl. Meteor.* **1** (2), 278.
- E. R. REITER (1962b), Die vertikale Struktur des Strahlstromkernes aus Forschungsflügen des Project Jet Stream. *Ber. Dtsch. Wetterd.*, No. 80.
- E. R. REITER, H. LANG, R. MOOK und G. WENDLER (1961), Analyse dreier Forschungsflüge des Project Jet Stream. *Arch. Met. Geophys. Biokl., Ser. A.*, **12** (2), 183–221.
- E. R. REITER und R. HAYMAN (1962), On the nature of clear-air turbulence. Colorado State Univ., Atmos. Sci. Tech. Pap. No. 28.
- J. S. SAWYER (1953), The free atmosphere in the vicinity of fronts — analysis of observations by the Meteorological Research Flight (1950–52). *Meteor. Res. Pap.* 807.
- J. S. SAWYER (1955), The free atmosphere in the vicinity of fronts: analysis of the observations by the Meteorological Research Flight (1950–52). *Geophys. Mem.* No. 96.
- R. S. SCORER (1949), Theory of waves in the lee of mountains. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **75**, 41–56.
- T. B. SPALDING und S. B. SOLOT (1961), Horizontal sounding balloon feasibility study. U. S. Air Force, Geophys. Res. Direct., Res. Note No. 56.
- V. E. SUOMI (1961), Earth's thermal radiation balance. Preliminary results from Explorer VII. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **42** (4), 467–474.
- W. J. TULL (1957), Doppler navigation. *Navigation* **5** (6), 290–298.
- U. S. Weather Bureau (1961), Nimbus data utilization plan. U. S. Weather Bureau, MSL Rep. No. 6.
- C. J. VAN DER MAAS (1962), Wind shear response for missile systems. Comparative study and design procedure. Lockheed Missiles and Space Division, Rep. LMSC-A003108 A, 30 March 1962.
- J. S. WINSTON (1960), Satellite pictures of a cut-off cyclone over the Eastern Pacific. *Monthly Weather Rev.* **88**, 295–314.
- J. S. WINSTON und L. TOURVILLE (1961), Cloud structure of an occluded cyclone over the Gulf of Alaska as viewed by TIROS I. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **42** (3), 151–165.